

УДК 523.4

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ТИТАНА ДЛЯ УСЛОВИЙ РАВНОДЕНСТВИЯ

© 2019 г. И. В. Мингалев^а, А. В. Родин^{б, в}, К. Г. Орлов^а

^аПолярный геофизический институт РАН, Апатиты, Мурманская обл., Россия

^бМосковский физико-технический институт, Долгопрудный, Московская обл., Россия

^вИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

*e-mail: mingalev_i@pgia.ru

Поступила в редакцию 25.12.2017 г.

После доработки 10.01.2019 г.

Принята к публикации 22.01.2019 г.

Представлена новая модель общей циркуляции атмосферы Титана, основанная на численном интегрировании полных уравнений газовой динамики на сетке с высоким пространственным разрешением. В модели для расчета мощности нагрева–охлаждения атмосферного газа излучением используется релаксационное приближение. Излагаются результаты моделирования общей циркуляции атмосферы Титана для условий равноденствия, полученные с помощью представленной модели, и проводится анализ этих результатов.

Ключевые слова: циркуляция атмосферы Титана, численное моделирование

DOI: 10.1134/S0320930X19040054

ВВЕДЕНИЕ

Титан является самым большим спутником Сатурна и единственным среди спутников планет Солнечной системы, обладающим плотной атмосферой. Титан имеет почти сферическую форму, его средний радиус равен 2575 км, а отклонение поверхности от сферы этого радиуса по последним данным лежит в пределах от –1.8 км до 0.6 км (Logez et al., 2013). Ускорение свободного падения на поверхности Титана составляет 1.352 м/с² (примерно в 7 раз меньше земного). Полный оборот Титана вокруг Сатурна происходит за 15.945 земных суток. Плоскость орбиты Титана отклонена от экватора Сатурна и плоскости колец на 0.348°, а эксцентриситет орбиты равен 0.0288. Период вращения Титана вокруг своей оси и период его обращения вокруг Сатурна совпадают (синхронное вращение относительно Сатурна). Титан повернут к Сатурну всегда одной и той же стороной. Вследствие этого на поверхности Титана есть точка, в которой Сатурн находится в зените. От меридиана, проходящего через эту точку, ведется отсчет долготы.

Период обращения Сатурна вокруг Солнца составляет 29.46 лет. Ось вращения Титана перпендикулярна плоскости его орбиты вокруг Сатурна и почти сонаправлена оси вращения Сатурна, наклон которой составляет 26.73°. Последнее обеспечивает смену времен года на Титане. Каждый

сезон длится 7.365 земных лет. Последнее лето в южном полушарии Титана закончилось в августе 2009 г.

Атмосфера Титана состоит из азота на 98.4% и примерно на 1.6% из аргона и метана, которые преобладают в верхних слоях атмосферы, где их концентрация достигает 43%. Имеются также следы этана, диацетилена, метилацетилена, цианоацетилена, ацетилена, пропана, углекислого газа, угарного газа, циана, гелия. Практически отсутствует свободный кислород. Под воздействием солнечного ультрафиолетового и рентгеновского излучения, солнечного ветра и космического излучения молекулы азота и метана в верхних слоях атмосферы разлагаются на ионы или углеводородные радикалы. Эти фрагменты, в свою очередь, образуют сложные органические соединения азота или соединения углерода, в том числе ароматические соединения, например, бензол. Также в верхних слоях атмосферы образуется полиин–полимер сопряженной тройной связью. Органические соединения, включающие в себя атомы азота, придают поверхности Титана и атмосфере оранжевый цвет. Запасы метана в атмосфере Титана постоянно пополняются, поскольку под воздействием Солнца весь метан был бы преобразован за 50 млн лет, однако этого не происходит. Также имеется небольшое количество метана и этана, которые образуют облака, являющиеся источником жидких и, возможно,

твердых осадков. На поверхности имеются метан-этановые озера и реки. На поверхности Титана давление примерно 1.5 атм, а температура 93–100 К. Граница тропосферы располагается примерно на высоте 35 км. На высотах 35–50 км простирается обширная тропопауза, где температура остается практически постоянной около 80 К, а затем начинает расти с высотой и на высоте 500 км достигает 152 К.

Строение и циркуляция атмосферы Титана давно привлекали внимание научного сообщества. В работе (Golitsyn, 1975) обсуждаются некоторые теоретические положения о динамике атмосферы Титана, основанные на известных на момент написания этой работы данных наблюдений, а также предсказана суперротация верхних слоев атмосферы Титана. К настоящему моменту достаточно полно экспериментально изучены общие закономерности распределения температуры в атмосфере Титана. Данные наблюдений об общей циркуляции атмосферы пока не достаточно полны. В работах (Kostiuk и др., 2001; 2005; 2010; Livengood, 2006; Luz и др., 2006; Moreno и др., 2005; Flasar и др., 2005) приведены результаты измерений величины зональной составляющей ветра на разных высотах, полученные различными методами на основании наблюдений с Земли. При посадке зонда *Huygens* на поверхность Титана в январе 2005 г. были проведены измерения скорости горизонтального ветра (Bird и др., 2005; Tomasko и др., 2005).

Все модели общей циркуляции атмосферы Титана, разработанные другими научными группами, основаны на численном интегрировании системы уравнений геофизической гидродинамики. Эта система уравнений использует приближение гидростатики и описывает движения атмосферного газа, осредненные по достаточно большому пространственным масштабам. Горизонтальное разрешение известных моделей общей циркуляции атмосферы Титана находится в пределах от 3° до 6° (Newman и др., 2011; Lebonnois и др., 2012; Tokano, 2013; Lora и др., 2015). Например, в модели, представленной в работе (Hourdin и др., 1995), равномерная расчетная сетка содержит 48 узлов по широте и 64 узла по долготе (разрешение 7.5° на 8.625°).

В данной работе представлена новая модель общей циркуляции атмосферы Титана, основанная на численном интегрировании полной системы уравнений движения вязкого сжимаемого газа без каких-либо упрощений на сетке с пространственным разрешением в 3–5 раз большим, чем у моделей, разработанных другими научными группами. Представленная модель предназначена для изучения структуры и эволюции атмосферных движений в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Она позволяет исследовать

мезомасштабные структуры циркуляции, а также различные волновые и колебательные процессы, в частности внутренние гравитационные волны (волны плавучести), которые нельзя моделировать с помощью ранее созданных моделей общей циркуляции атмосферы Титана, использующих приближение гидростатики. Представленная модель аналогична модели общей циркуляции атмосферы Венеры, которую авторы использовали в работах (Мингалев и др., 2012; 2015; Mingalev и др., 2012; 2015). С помощью представленной модели изучаются особенности общей циркуляции атмосферы Титана в диапазоне высот от поверхности до 565 км для условий равенства, а также влияние рельефа поверхности на общую циркуляцию атмосферы. В нашей модели пока используется упрощенный способ расчета радиационного нагрева–охлаждения атмосферы – так называемое релаксационное приближение. Упрощенный подход в данной версии модели используется по причине сложности создания точной модели переноса излучения в атмосфере Титана, обладающей необходимым быстродействием. В то же время использование упрощенного способа расчета нагрева–охлаждения атмосферы позволяет исследовать ряд важных закономерностей циркуляции атмосферы Титана.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В модели атмосферный газ рассматривается как смесь газов постоянного состава, аэрозольная составляющая атмосферы не рассматривается. Область моделирования простирается от поверхности до высоты 565 км над средним уровнем поверхности. Нижняя граница области моделирования является ступенчатой поверхностью, проходящей через границы контрольных объемов узлов сетки, и аппроксимирует рельеф поверхности Титана, представленный в работе (Lorenz и др., 2013). В данной работе использовалась равномерная сетка в сферических координатах, имеющая 384 узла по долготе и 192 узла по широте (шаг сетки 15°/16°), а также 567 узлов по высоте при учете рельефа (шаг сетки 1 км, диапазон высот от –2 до 565 км). На полюсах узлов сетки нет. Ближайшие к полюсам узлы сетки отстоят от них по широте на половину шага.

Модель основана на численном интегрировании системы осредненных по Фавру уравнений динамики вязкого сжимаемого газа, записанных в консервативной форме. Эта система состоит из уравнения неразрывности, уравнений для компонент трехмерного вектора гидродинамической скорости v , уравнения для полной энергии еди-

ницы объема среды $W = (\rho v^2 + 3p)/2$, где ρ – плотность атмосферного газа, p – его давление:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v}) = 0, \quad (1)$$

$$\frac{\partial(\rho \mathbf{v})}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{v} \otimes \mathbf{v}) = (-\nabla p + \text{div} \hat{\mathbf{\Pi}}) + \rho \mathbf{F}, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial W}{\partial t} + \text{div}((W + p)\mathbf{v}) = \\ = (\rho \mathbf{v}, \mathbf{F}) + \text{div}(\hat{\mathbf{\Pi}} \cdot \mathbf{v} - \mathbf{j}) + Q, \end{aligned} \quad (3)$$

и уравнения состояния Менделеева–Клапейрона $p = \rho R_{\text{атм}} T$. В этих уравнениях обозначено: $\mathbf{v} \otimes \mathbf{v}$ – тензорное произведение вектора \mathbf{v} на себя, $R_{\text{атм}}$ – газовая постоянная атмосферного газа, T – его температура, $\hat{\mathbf{\Pi}}$ – тензор вязких напряжений, \mathbf{j} – вектор потока тепла, Q – мощность нагрева–охлаждения в единице объема за счет поглощения–испускания электромагнитного излучения, а \mathbf{F} – ускорение внешних сил, которое складывается из ускорений силы тяжести, силы Кориолиса и центробежной силы и задается формулой

$$\mathbf{F} = \mathbf{r} \left(\Omega^2 - g_0 r_{\text{пов}}^2 / r^3 \right) - \Omega (\Omega, \mathbf{r}) + 2[\mathbf{v} \times \Omega],$$

где g_0 – ускорение силы тяжести на полюсах на поверхности Титана, \mathbf{r} – радиус-вектор от центра Титана до точки рассмотрения, r – его длина, $r_{\text{пов}}$ – средний радиус поверхности Титана, Ω – вектор угловой скорости вращения Титана. Тензор вязких напряжений $\hat{\mathbf{\Pi}}$ задается с учетом турбулентного обмена по формулам

$$\hat{\mathbf{\Pi}} = 2\hat{\mathbf{\eta}}\hat{\mathbf{D}}, \quad \hat{\mathbf{D}} = \frac{1}{2}(\nabla \otimes \mathbf{v} + (\nabla \otimes \mathbf{v})^T) - \frac{1}{3}\hat{\mathbf{I}}\text{div}\mathbf{v},$$

где $\hat{\mathbf{D}}$ – девиатор тензора скоростей деформации, $\nabla \otimes \mathbf{v}$ – тензор градиента гидродинамической скорости, $\hat{\mathbf{I}}$ – единичный тензор, а $\hat{\mathbf{\eta}}$ – симметричный тензор коэффициентов вязкости, который в географической системе координат является диагональным, причем диагональные компоненты его есть сумма обычного динамического коэффициента молекулярной вязкости атмосферного газа и коэффициентов турбулентного обмена в направлении местных ортов географической системы координат. В текущей версии модели коэффициенты турбулентного обмена задаются по формуле Ричардсона (Обухов, 1988; Колесниченко, Маров, 1998), так же, как это сделано в моделях общей циркуляции атмосферы Земли и атмосферы Титана (Мингалев и др., 2005; 2009; Mingalev и др., 2006). Причем за масштаб перемешивания принимался вертикальный шаг сетки.

В данной работе мы не учитывали механизма генерации турбулентности за счет разрушения

внутренних гравитационных волн, указанного в работах (Изаков, 2010а; 2010б; Izakov, 2010а; 2010b), поскольку численные эксперименты показали крайне незначительную чувствительность результатов моделирования к коэффициентам турбулентного обмена. В дальнейшем возможно использование других моделей атмосферной турбулентности, изложенных, например, в монографии (Колесниченко, Маров, 1998).

Вектор потока тепла задается по формуле $\mathbf{j} = -\hat{\lambda} \nabla T$, где $\hat{\lambda}$ – симметричный тензор коэффициентов теплопроводности, который в географической системе координат является диагональным, причем диагональные компоненты его есть сумма обычного коэффициента молекулярной теплопроводности воздуха и коэффициентов турбулентной теплопроводности в направлении местных ортов географической системы координат.

Для численного решения системы (1)–(3) использовалась явная разностная схема, детально описанная в работе (Мингалев и др., 2010) и хорошо себя зарекомендовавшая при расчетах динамики сложных трехмерных течений сжимаемого газа (Четверушкин и др., 2017). Эта схема позволяет использовать параллельные вычисления и является модификацией явной монотонной схемы для решения системы уравнений газовой динамики на регулярной пространственной сетке, изложенной в работах (Опарин, 2000; Белоцерковский и др., 2003). Модификация позволяет использовать как регулярные, так и нерегулярные пространственные сетки в криволинейных координатах, а также использовать в качестве рабочих переменных компоненты плотности импульса в декартовых координатах и обеспечить консервативность.

Упрощенное описание радиационного нагрева атмосферы

Для задания мощности нагрева–охлаждения атмосферного газа в единице объема за счет поглощения–испускания электромагнитного излучения в модели использовалось релаксационное приближение, которое заключается в том, что указанная выше мощность считается прямо пропорциональной отклонению температуры атмосферного газа от специально подобранной релаксационной температуры $T_{\text{рел}}$. Эта мощность вычисляется по формуле

$$\begin{aligned} Q(t, h, \varphi, \beta) = \frac{3}{2} \rho R_{\text{атм}} \times \\ \times (T_{\text{рел}}(t, h, \varphi, \beta) - T(t, h, \varphi, \beta)) / \tau_{\text{рел}}(h), \end{aligned} \quad (4)$$

где t, h, φ, β – время, высота, долгота и широта, соответственно. Время релаксации $\tau_{\text{рел}}(h)$ считалось не зависящим от высоты и равным пяти часам.

Релаксационная температура $T_{\text{рел}}(t, h, \varphi, \beta)$ зависит от времени, высоты, долготы и широты. Она подбирается так, чтобы максимально приблизить значения мощности нагрева–охлаждения в единице объема Q к имеющимся экспериментальным данным и воспроизвести основные качественные закономерности в зависимости Q от времени, высоты, долготы и широты. Для условий равновесия релаксационная температура задавалась по формуле

$$T_{\text{рел}}(t, h, \varphi, \beta) = T_{\text{ср}}(h) + T_{\text{доп}}(h)(\max\{\cos \theta, 0\} - 0.25). \quad (5)$$

$$T_{\text{доп}}(h) = \begin{cases} 5 & \text{при } 0 \leq h \leq h_1, \\ 5 + 45x^3(2-x)^3, & x = \frac{h-h_1}{h_2-h_1} \text{ при } h_1 \leq h \leq h_2, \\ 50 & \text{при } h_2 \leq h \leq h_3, \\ 50 - 15x^3(2-x)^3, & x = \frac{h-h_3}{h_4-h_3} \text{ при } h_3 \leq h \leq h_4, \\ 35 & \text{при } h \leq h_4, \end{cases}$$

в которых $h_1 = 70$ км, $h_2 = 220$ км, $h_3 = 360$ км, $h_4 = 510$ км. Второе слагаемое в правой части (5) задает нагрев на освещенной стороне и выхолаживание на ночной стороне.

Начальные и граничные условия

В модели использовались следующие граничные условия. На нижней границе области моделирования было задано условие прилипания, т.е. полагалась равной нулю гидродинамическая скорость на поверхности Титана. Также на нижней границе была задана нулем вертикальная компонента вектора потока тепла. На верхней границе области моделирования были заданы условие непротекания через границу (т.е. была задана равной нулю вертикальная компонента гидродинамической скорости), а также условие проскальзывания (были заданы равными нулю производные по высоте от горизонтальных компонент гидродинамической скорости). Кроме того, на верхней границе была задана равной нулю производная по высоте от вертикальной компоненты вектора потока тепла.

Распределение температуры атмосферного газа в начальный момент задавалось горизонтально

В этой формуле через $T_{\text{ср}}(h)$ обозначена средняя температура на высоте h , вычисленная по инженерной модели атмосферы Титана (Yelle и др., 1997), через θ – зенитный угол Солнца в точке с долготой φ и широтой β в момент времени t , а через $T_{\text{доп}}(h)$ – поправочная температура, которая зависит только от высоты и подбирается так, чтобы обеспечить наилучшее соответствие результатов моделирования данным наблюдений. В данной работе поправочная температура в градусах Кельвина задана формулами

однородным по формуле $T(h, \varphi, \beta) = T_{\text{ср}}(h)$, где $T_{\text{ср}}(h)$ – средний по планете вертикальный профиль температуры, вычисленный по инженерной модели атмосферы Титана (Yelle и др., 1997).

Начальное распределение плотности атмосферного газа на нулевой высоте задавалось однородным по долготе и равным значению плотности, вычисленному по инженерной модели атмосферы Титана. Зависимость плотности от высоты при фиксированной широте рассчитывалась из условия гидростатического равновесия по вертикали. В начальный момент времени долгота подсолнечной точки равнялась 180° . Вертикальная и меридиональная компоненты скорости ветра в начальный момент брались равными нулю, а зональная компонента зависела только от высоты и широты и вычислялась по формуле

$$v_{\text{зон}}(h, \beta) = v_{\text{макс}} v_{\text{экр}}(h) \cos \beta, \quad (6)$$

в которой $v_{\text{макс}}$ – максимальное значение зональной компоненты ветра на экваторе, а $v_{\text{экр}}(h)$ – гладкий безразмерный вертикальный профиль зональной компоненты ветра, заданный формулами

$$v_{\text{экр}}(h) = \begin{cases} \frac{1}{4} x (5 - x^4), & x = h/h_0 \text{ при } 0 \leq h \leq h_0 = 180 \text{ км,} \\ 1 & \text{при } h_0 \leq h \leq 565 \text{ км.} \end{cases}$$

В интервале высот 0–180 км $v_{\text{экв}}(h)$ почти линейно возрастает с высотой до значения 1, в интервале высот 180–565 км сохраняет это значение. Значения v_{max} брались равными от 150 до 250 м/с. Описанное начальное условие означает суперротацию атмосферы (зональный ветер направлен в сторону вращения Титана).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И ИХ АНАЛИЗ

В данной работе представлены результаты моделирования процесса установления общей циркуляции атмосферы Титана для условий равноденствия. Отметим, что в момент посадки зонда *Huygens* (Bird и др., 2005; Tomasko и др., 2005) на Титане было не равноденствие, а лето в южном полушарии, при этом подсолнечная точка находилась на широте 22.52° S. Проведенное авторами моделирование общей циркуляции атмосферы Титана для условий лета и зимы показало, что при смене сезонов циркуляция атмосферы Титана существенно изменяется. Поэтому представленные результаты моделирования для условий равноденствия некорректно во всех деталях сопоставлять с результатами измерений при посадке зонда *Huygens*.

Моделирование показало, что через 4000 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования (солнечные сутки на Титане составляют примерно 375 ч) качественная картина циркуляции практически перестает изменяться и выходит на квазипериодический режим, на который накладываются различные волновые и колебательные процессы. Были получены следующие основные закономерности общей циркуляции для условий равноденствия.

На высотах 12–380 км имеют место термический прилив на дневной стороне и связанная с ним зональная суперротация. Эти явления заключаются в том, что на указанных высотах имеется обгоняющий вращение Титана зональный поток, который расширяется и поднимается на дневной стороне и сужается и опускается на ночной стороне. Максимальную ширину зональный поток имеет в районе вечернего терминатора, а минимальную – в районе утреннего терминатора. При этом скорость обгоняющего вращение Титана зонального потока лежит в пределах 0–140 м/с. Максимальные значения скорости зонального ветра достигаются в районе утреннего терминатора на экваторе на высотах 180–220 км и на средних широтах на высотах 260–300 км. Также в полужонной циркуляции на высотах выше 400 км с ростом высоты меняется характер поля горизонтального ветра от зональной суперротации на экваториальных и средних широтах, характерной для высот менее 400 км, к полю ветра с преобла-

данием переноса с освещенной стороны на ночную сторону. Поле ветра последнего типа было получено на высоте более 500 км. Также моделирование показало, что в атмосфере Титана на высотах более 200 км на средних и низких широтах формируется система волн плавучести (называемых также внутренними гравитационными волнами). За счет этих волн возникает существенный вертикальный перенос. Величина вертикального ветра на высоте 200 км превышает 1 м/с, а на высоте 380 км превышает 5 м/с.

На рис. 1–8 отражена циркуляция атмосферы Титана, полученная через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования для случая, когда учитывался рельеф поверхности, а максимальная скорость суперротации в начальный момент (v_{max} в формуле (6)) равнялась 150 м/с. В этот момент подсолнечная точка находилась на экваторе на долготе примерно 80°, вечерний терминатор находился на долготе 170°, утренний терминатор находился на долготе 350°, а полуночный меридиан находился на долготе 260°.

На рис. 2 приведены распределения горизонтальной компоненты ветра на высотах 1, 10 и 100 км, а на рис. 3 приведены распределения температуры на этих высотах. На рис. 4–7 приведены распределения горизонтальной и вертикальной компонент ветра на высотах 200, 300, 400 и 500 км. На всех этих рисунках стрелки указывают направление горизонтальной составляющей ветра, а их длина и цвет фона указывают ее абсолютную величину. На рис. 8 приведены распределения температуры и вертикальной компоненты ветра на высотах 200 и 300 км. На рис. 9 приведены результаты измерений зональной компоненты ветра (м/с) на Титане, полученные различными методами.

Из рис. 1 видно, что на высотах от 20 до 440 км имеет место зональная суперротация атмосферы, причем максимальная скорость зональной суперротации около 125 м/с достигается на утреннем терминаторе в районе экватора на высотах от 100 до 140 км и от 200 до 240 км, а также на широтах 40° S и 40° N на высотах от 260 до 280 км. Видно, что в районе экватора на высотах от 0 до 240 км зависимость зональной компоненты ветра от высоты не является монотонной. Также видно, что на вечернем терминаторе зональный поток на высотах от 160 до 320 км заметно шире, чем на утреннем терминаторе. Верхняя граница зонального потока со скоростью более 20 м/с на вечернем терминаторе примерно на 20–30 км выше, чем на утреннем терминаторе. Видно, что на широтах от 60° S до 60° N скорость зональной суперротации при движении от поверхности Титана вверх растет с высотой наиболее быстро на экваторе, а медленнее всего на средних широтах. Видно, что на высотах 400–450 км скорость зональной суперро-

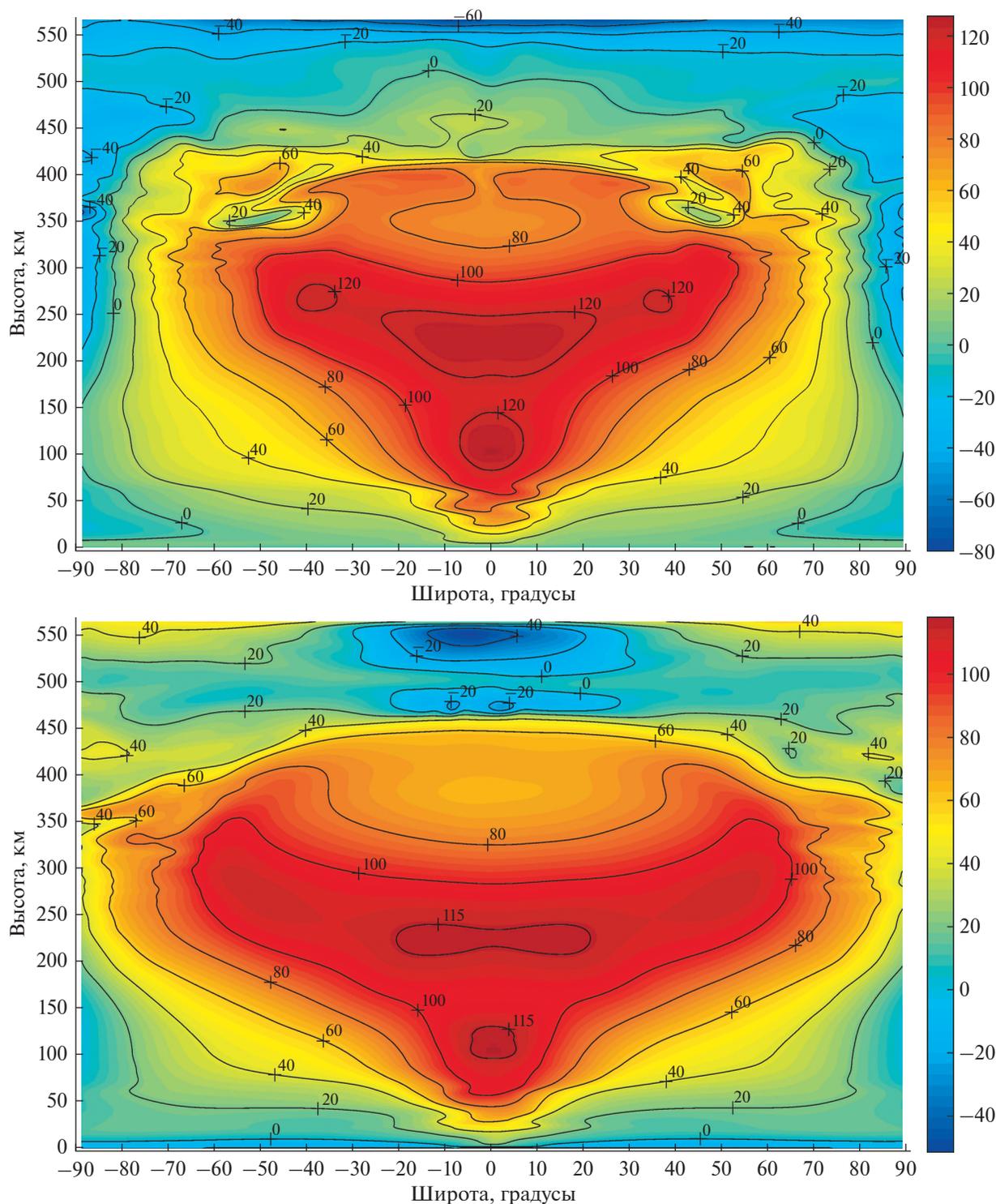


Рис. 1. Распределения зональной компоненты скорости ветра (м/с) на утреннем (вверху) и вечернем (внизу) терминаторах через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

тации убывает с ростом высоты. Также видно, что на высотах 380–450 км зональная компонента ветра быстро изменяется.

Из верхней части рис. 2 видно, что на высоте 1 км распределение горизонтального ветра имеет

следующие особенности. На утреннем терминаторе (долгота 350°), в полярных областях и на средних широтах в окрестности вечернего терминатора (долгота 170°) ветер направлен с ночной стороны на дневную сторону. При этом в районе

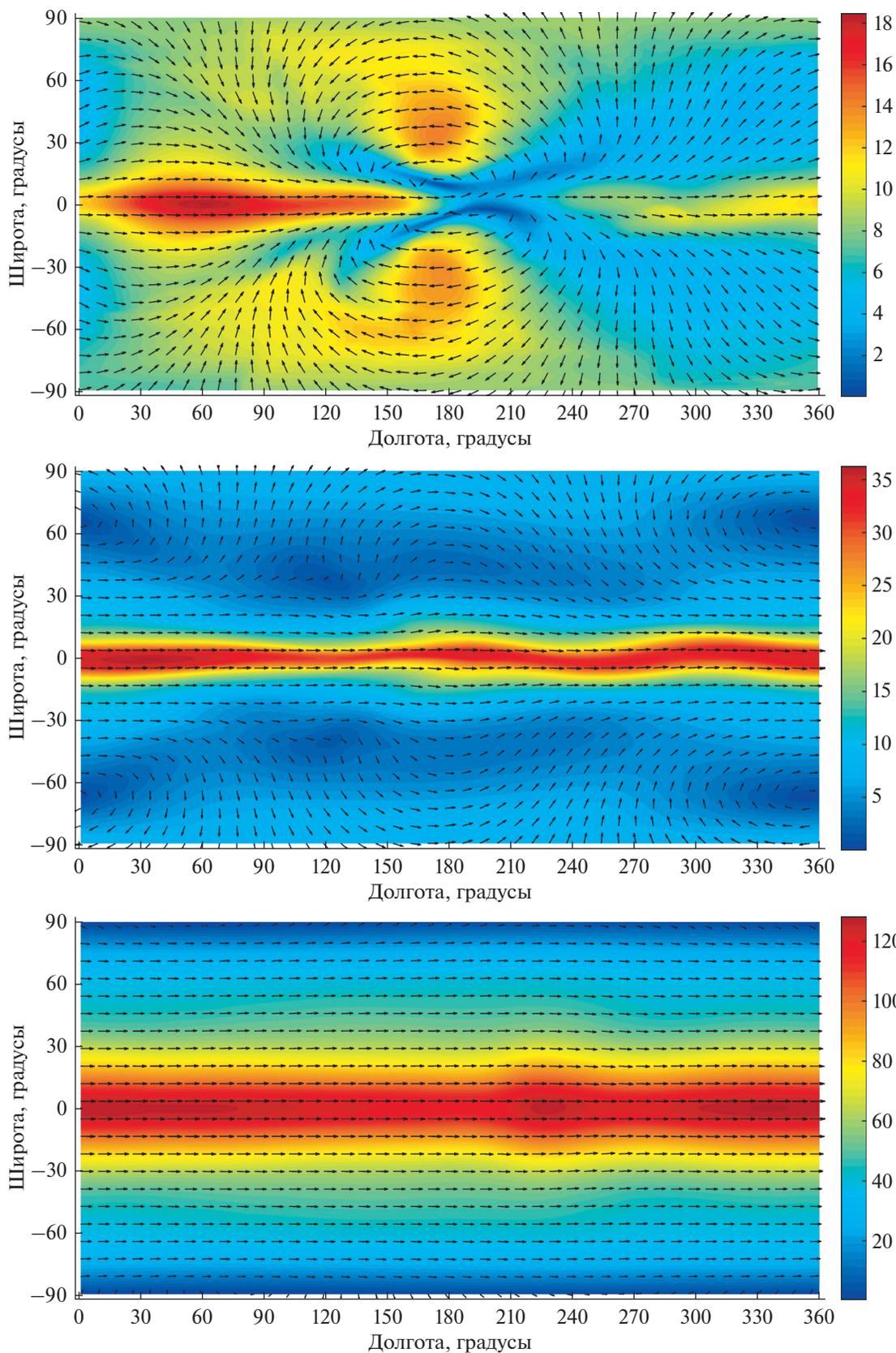


Рис. 2. Распределения горизонтальной компоненты скорости ветра (м/с) на высотах 1 км (вверху), 10 км (в середине) и 100 км (внизу) через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

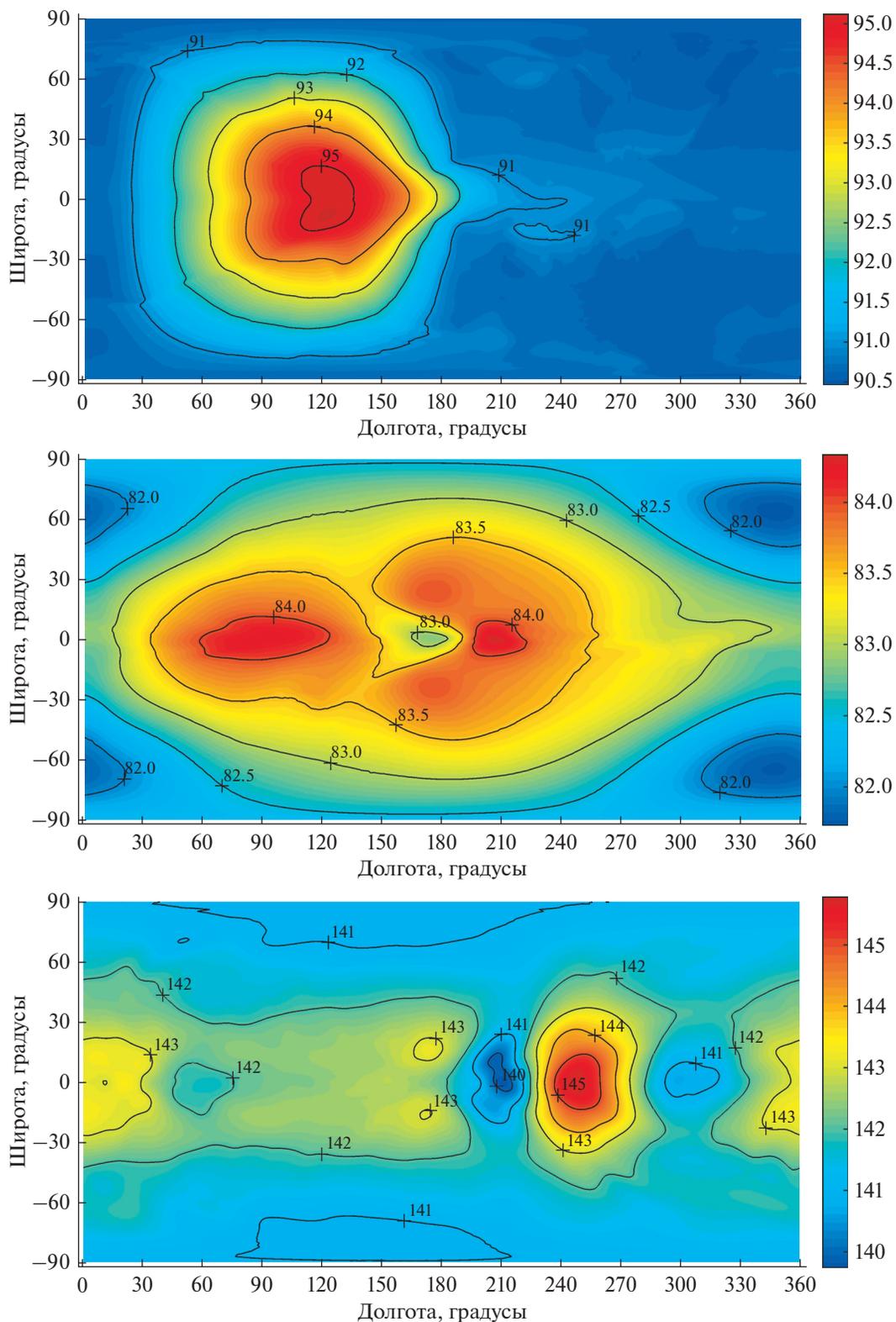


Рис. 3. Распределения температуры (К) на высотах 1 км (вверху), 10 км (в середине) и 100 км (внизу) через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

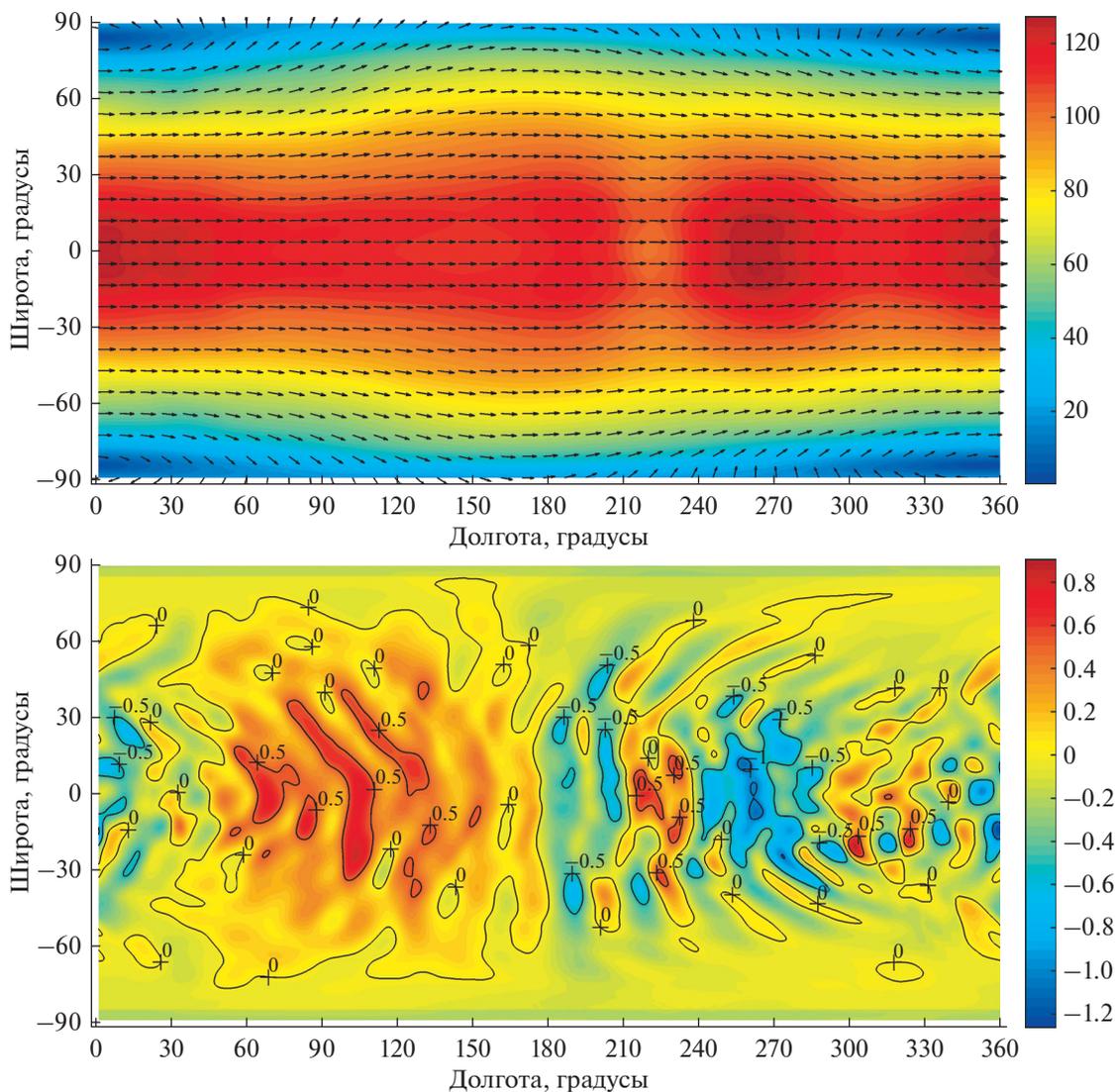


Рис. 4. Распределения горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент скорости ветра (м/с) на высоте 200 км через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

вечернего терминатора на средних широтах скорость ветра достигает значений 12–14 м/с. На ночной стороне (долгота 170°–350°) преобладает движение в сторону дневной стороны через средние широты и полярные области. На дневной стороне на средних широтах массы атмосферного газа движутся к вечерней части приэкваториальной области. В районе экватора имеется течение, направленное с востока на запад в сторону вращения Титана. Это течение расширяется и замедляется на ночной стороне, сужается на дневной стороне и является наиболее узким в районе вечернего терминатора. Скорость ветра в нем достигает максимальных значений примерно 17 м/с на дневной стороне. Вне приэкваториальной области скорость ветра не превышает 14 м/с. Отме-

тим, что при посадке зонда *Huygens* скорость ветра на этой высоте не превышала 3 м/с.

Из верхней части рис. 3 видно, что на высоте 1 км температура имеет значения от 90.5 до 95.1 К и ее распределение имеет следующие особенности. В приэкваториальной области в интервале долгот 110°–140° там, где происходит сжатие горизонтального течения, температура достигает 95 К. По мере удаления от центра этой области температура убывает до значений 90.5–91 К, которые имеют место над большей частью поверхности Титана на высоте 1 км. Полученное распределение температуры не противоречит имеющимся данным измерений.

Описанный выше характер распределения горизонтального ветра сохраняется до высот 8 км. На высотах от 8 до 20 км происходит переход к го-

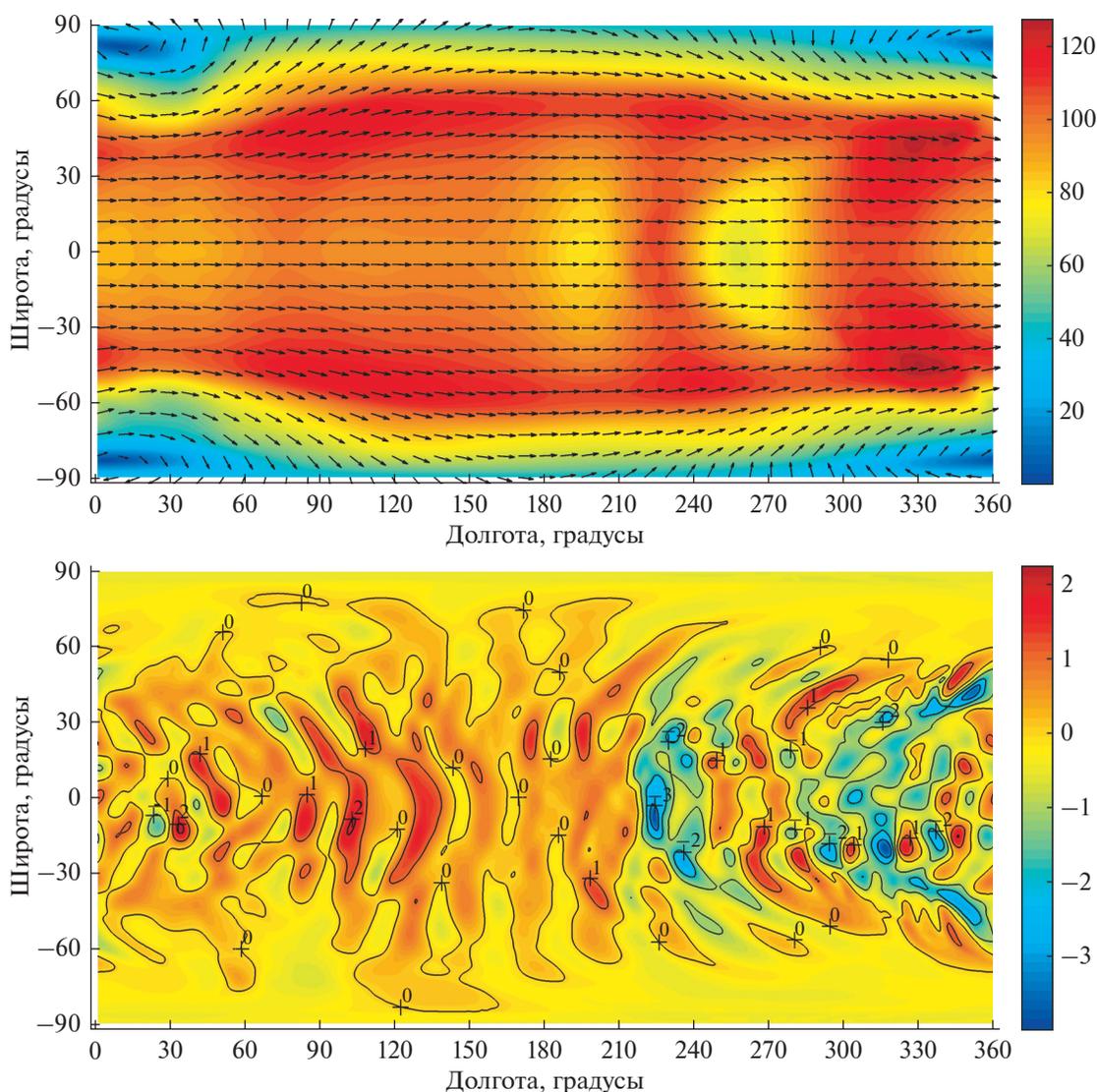


Рис. 5. Распределения горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент скорости ветра (м/с) на высоте 300 км через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

ризонтовой циркуляции другого типа. На средней части рис. 2 видно, что на высоте 10 км на низких широтах имеется обгоняющий вращение Титана зональный поток, в центре которого скорость ветра достигает значений 35 м/с. Имеет место перенос атмосферного газа через полярные области с дневной стороны на ночную. Также имеют место горизонтальные вихревые течения с центрами в районе утреннего терминатора (долгота 350°) на широтах примерно 70°, со скоростью ветра около 5 м/с. Отметим, что при посадке зонда *Huygens* скорость ветра на этой высоте не превышала 5 м/с.

На средней части рис. 3 видно, что на высоте 10 км распределение температуры существенно отличается от ее распределения на высоте 1 км. Значения температуры лежат в пределах от 81.8 до

84.3 К. Минимальные значения температуры имеют место в районе утреннего терминатора (долгота 350°) на широтах 50°–75°, в центре горизонтальных вихревых течений. Максимальные значения температуры имеют место в двух областях в приэкваториальной области: на дневной стороне в интервале долгот 60°–120° и на ночной стороне в интервале долгот 200°–220°. Между этими областями имеет место понижение температуры до 83 К. По мере удаления от экватора к полюсам, температура убывает до значений 82.5 К. Это распределение температуры также не противоречит имеющимся данным измерений.

В циркуляции на высотах от 20 до 350 км обгоняющий вращение Титана зональный поток, имеет место не только на низких, но и на средних широтах. Этот поток расширяется и поднимается

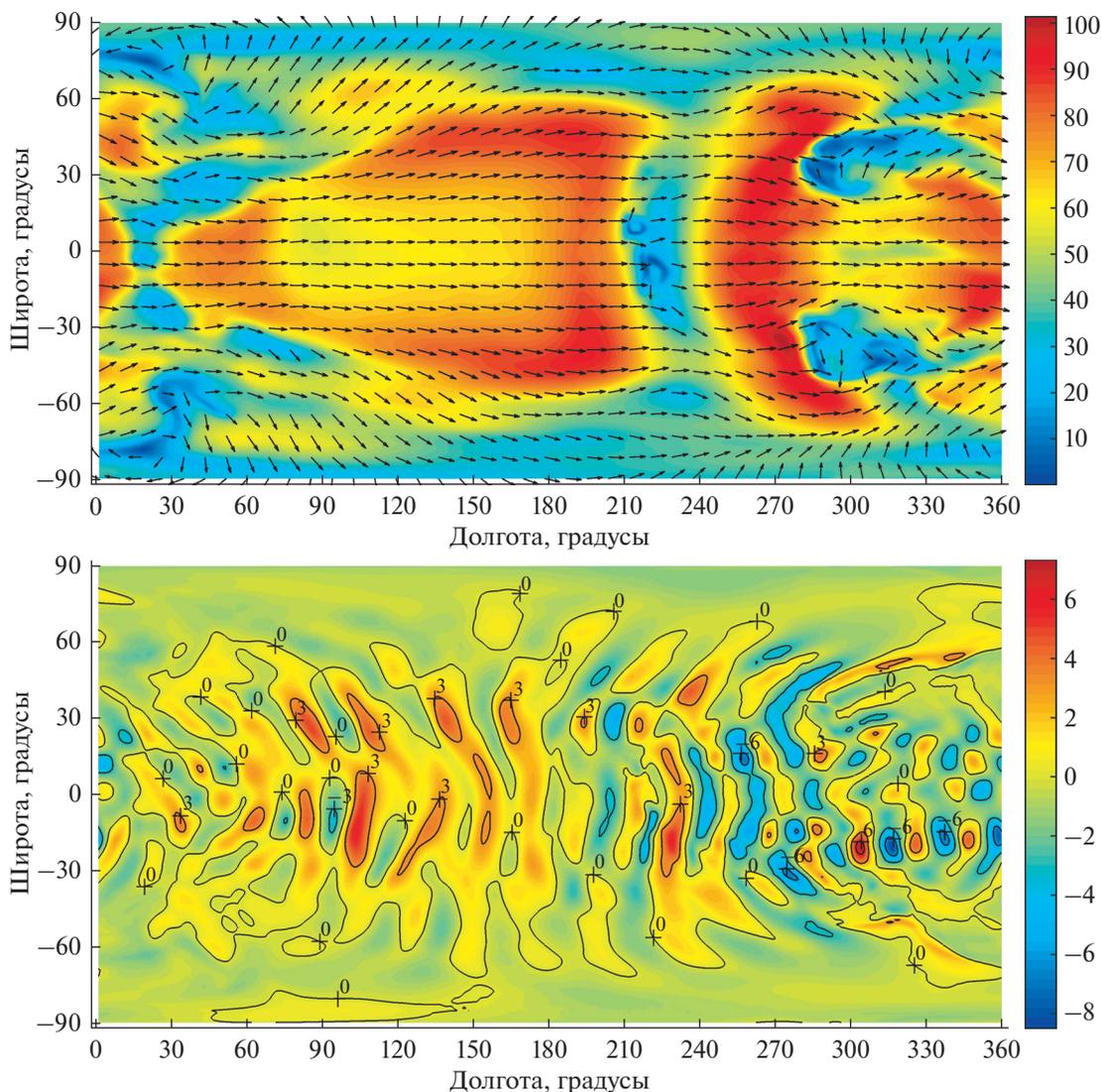


Рис. 6. Распределения горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент скорости ветра (м/с) на высоте 400 км через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

на дневной стороне, достигая максимальной ширины в районе вечернего терминатора, и сужается и опускается на ночной стороне, достигая минимальной ширины в районе утреннего терминатора. Описанный подъем и расширение потока на дневной стороне называют термическим приливом. При этом на ближней к вечернему терминатору части дневной стороны в районе экватора происходит подъем масс атмосферного газа с наибольшей скоростью, а на ближней к утреннему терминатору части ночной стороны в районе экватора происходит опускание масс атмосферного газа с наибольшей скоростью. Из-за этого ниже высоты 8 км на ближней к вечернему меридиану части дневной стороны в районе экватора создается зона пониженного давления, а на ближней к утреннему меридиану части ночной сторо-

ны в районе экватора создается зона повышенного давления. Описанным полем давления обусловлены тип горизонтальной циркуляции и поле температуры на высоте 1 км.

Из нижней части рис. 2 видно, что на высоте 100 км горизонтальный ветер слабо зависит от долготы и направлен преимущественно с запада на восток, причем максимальной величины около 125 м/с его скорость достигает в районе экватора в широтном интервале от -5° до 5° . Также видно, что вне экваториальной области горизонтальный ветер плавно уменьшается при движении от экватора к полюсам.

Из нижней части рис. 3 видно, что на высоте 100 км распределение температуры существенно отличается от ее распределения на высоте 10 км. Значения температуры лежат в пределах от 139.8

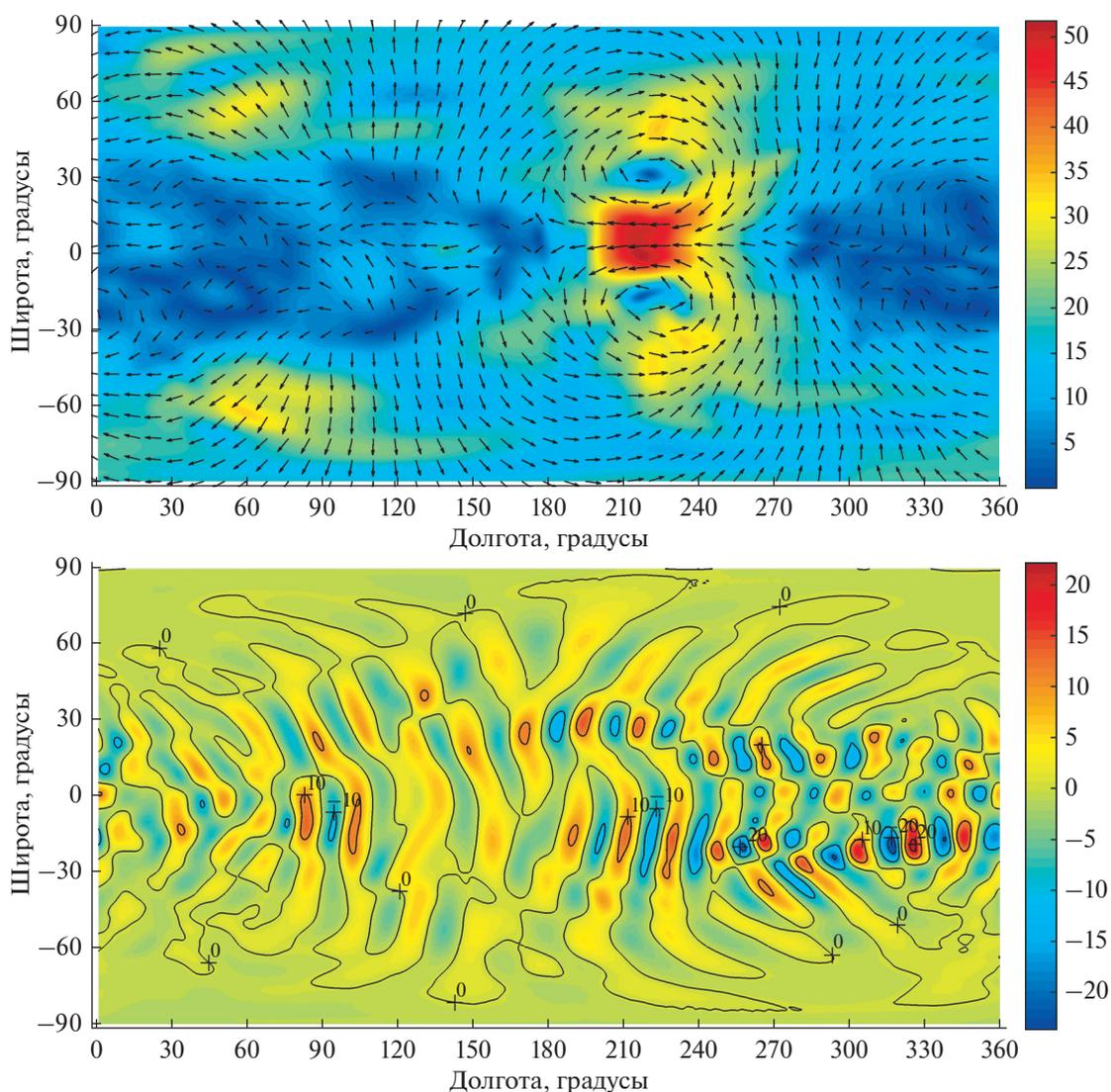


Рис. 7. Распределения горизонтальной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент скорости ветра (м/с) на высоте 500 км через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

до 145.8 К, что согласуется с имеющимися данными измерений. На полюсах температура имеет значения примерно 141 К. Максимальные значения температуры достигаются в приэкваториальной области на ночной стороне в интервале долгот 245°–265°. Минимальные значения достигаются также в приэкваториальной области на ночной стороне при долготе 205°–215° и при долготе 300°–315°. Эта особенность в распределении температуры обусловлена динамическим сжатием и расширением атмосферного газа.

Из верхней части рис. 4 видно, что на высоте 200 км горизонтальный ветер заметно зависит от долготы и направлен преимущественно с запада на восток. Максимальной величины около 128 м/с его скорость достигает в районе пересечения экватора и утреннего терминатора, а также в районе эк-

ватора в интервале долгот от 250° до 270°. Видно, что на этой высоте зональный поток расширяется на дневной стороне при долготе от 15° до 195° и сужается на ночной стороне.

Из нижней части рис. 4 видно, что на высоте 200 км вертикальная компонента ветра имеет весьма неоднородное распределение. На дневной стороне примерно в интервале долгот от 30° до 180° эта компонента направлена преимущественно вверх. На ночной стороне и в приполюсных областях, а также в районах утреннего и вечернего терминаторов эта компонента направлена преимущественно вниз. И на дневной, и на ночной сторонах имеются области, в которых вертикальная компонента ветра направлена вверх и имеет величину более 0.4 м/с. На ночной стороне имеются области, имеющие форму пятен и полос, в

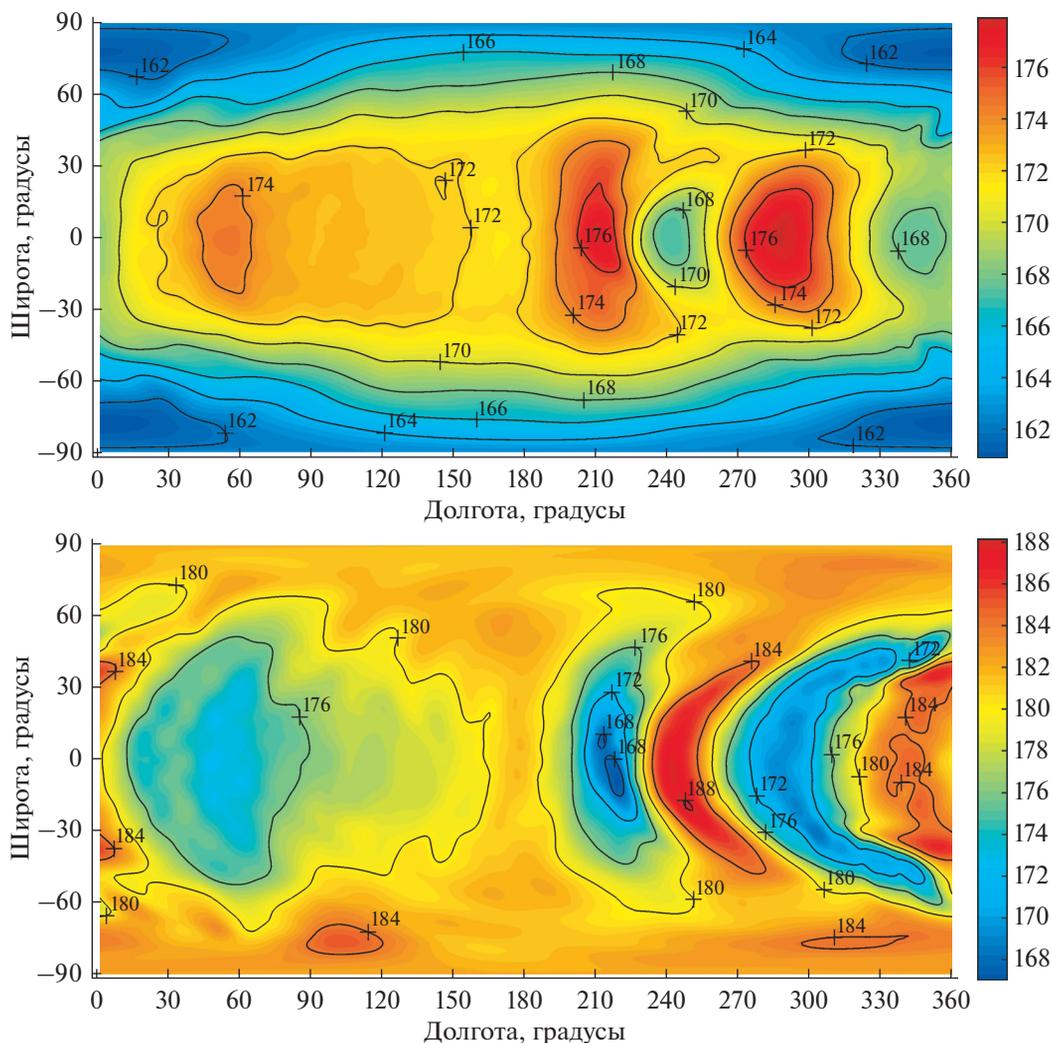


Рис. 8. Распределения температуры (K) на высоте 200 км (вверху) и на высоте 300 км (внизу) через 6400 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования.

которых вертикальная компонента ветра направлена вниз и имеет величину более 0.8 м/с. Таким образом, имеет место термический прилив. Максимальная величина вертикальной компоненты ветра на дневной стороне составляет более 0.8 м/с, а на ночной стороне составляет более 1.2 м/с. Указанные выше области, имеющие форму пятен и полос, изменяются со временем, причем наблюдаются их колебания с периодами примерно 20–40 ч.

Из верхней части рис. 5 видно, что на высоте 300 км горизонтальный ветер также направлен преимущественно с запада на восток, причем зональный поток расширяется на дневной стороне и сужается на ночной стороне заметно сильнее, чем на высоте 200 км. Видно, что на высоте 300 км скорость горизонтального ветра достигает максимальной величины около 125 м/с на средних ши-

ротах на ночной стороне в интервале долгот от 320° до 350°.

Из нижней части рис. 5 видно, что распределение вертикальной компоненты ветра на высоте 300 км качественно подобно ее распределению на высоте 200 км. Области, в которых вертикальная компонента ветра направлена вверх, чередуются с областями, в которых эта компонента направлена вниз. На дневной стороне вертикальная компонента ветра направлена преимущественно вверх, а на ночной стороне и в приполюсных областях направлена преимущественно вниз. И на дневной, и на ночной сторонах имеются области, в которых вертикальная компонента ветра направлена вверх и имеет величину более 1 м/с. На ночной стороне имеются области, в которых вертикальная компонента ветра направлена вниз и имеет величину более 3 м/с. Максимальная величина вертикальной компоненты ветра на дневной сто-

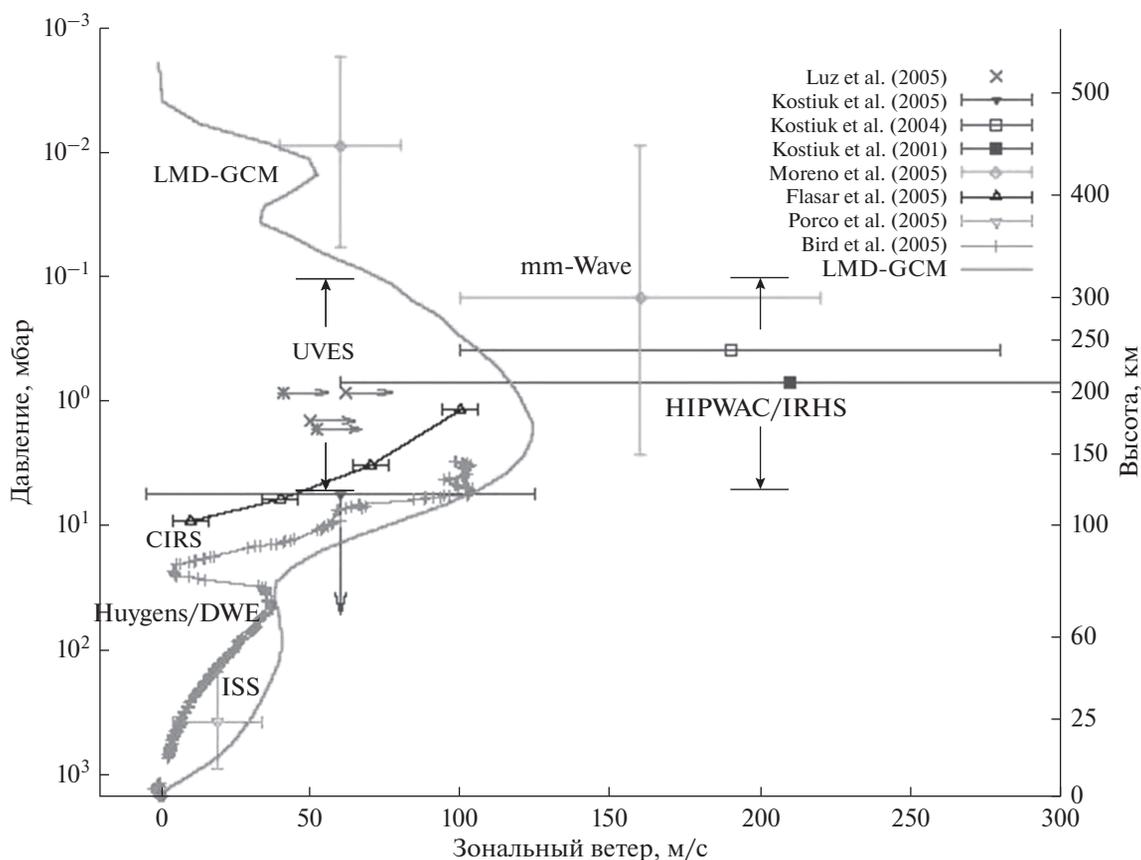


Рис. 9. Результаты измерений зональной компоненты ветра (м/с) на Титане, полученные различными методами (Luz и др., 2006).

роне составляет более 2 м/с, а на ночной стороне более 3.8 м/с.

Из верхней части рис. 6 видно, что на высоте 400 км распределение горизонтальной составляющей ветра существенно отличается от ее распределения на высоте 300 км. На дневной стороне на низких и средних широтах преобладает зональная суперротация атмосферы. Значительно увеличивается полусуточная вариация горизонтальной составляющей ветра по сравнению с высотой 300 км, и появляется перенос атмосферного газа с дневной стороны на ночную сторону через приполюсные области. В районе утреннего терминатора и на ночной стороне в интервале долгот от 210° до 250° и интервале долгот от 280° до 330° имеются области, на границах которых величина горизонтальной составляющей ветра резко понижается. Максимальные значения горизонтальной составляющей ветра на высоте 400 км составляют около 100 м/с.

Из нижней части рис. 6 видно, что распределение вертикальной компоненты ветра на высоте 400 км качественно подобно ее распределению на высоте 300 км, но является более неоднородным. Области, в которых вертикальная компонента

ветра направлена вверх, чередуются с областями, в которых эта компонента направлена вниз. На дневной стороне вертикальная компонента ветра направлена преимущественно вверх, и ее значения лежат в пределах от -2 до 6 м/с. На ночной стороне и в приполюсных областях вертикальная компонента ветра направлена преимущественно вниз. На ночной стороне на средних и низких широтах ее значения лежат в пределах от -9 до 7 м/с. В приполюсных областях ее значения лежат в пределах от -1 до 0 м/с.

Из верхней части рис. 7 видно, что на высоте 500 км распределение горизонтальной составляющей ветра существенно отличается от ее распределения на высоте 400 км. На высоте 500 км отсутствует зональная суперротация атмосферы и преобладает перенос атмосферного газа с дневной стороны на ночную через приполюсные области и области средних широт. На ночной стороне между вечерним терминатором и полуночным меридианом имеются два крупномасштабных вихря с центрами в районе точек с долготой 225° и широтами 30° S и 30° N. Между этими вихрями на экваторе величина горизонтальной составляющей

ющей ветра достигает своих максимальных значений около 51 м/с.

Из нижней части рис. 7 видно, что распределение вертикальной компоненты ветра на высоте 500 км является более неоднородным, чем ее распределение на высоте 400 км. На дневной стороне вертикальная компонента ветра направлена преимущественно вверх, и ее значения лежат в пределах от -12 до 14 м/с. На ночной стороне и в приполюсных областях вертикальная компонента ветра направлена преимущественно вниз. На ночной стороне на средних и низких широтах ее значения лежат в пределах от -23 до 22 м/с. В приполюсных областях ее значения лежат в пределах от -2 до 0 м/с. Области, в которых вертикальная компонента ветра направлена вверх, и области, в которых эта компонента направлена вниз, на низких и средних широтах имеют преимущественно форму полос или пятен и чередуются между собой. Эти полосы и пятна присутствуют на всех высотах, начиная с высоты чуть менее 200 км, и движутся с запада на восток, причем при движении они меняют свою форму, пропадают и возникают снова. Такой характер их поведения указывает на существование на низких и средних широтах на высотах более 200 км системы волн с вертикальным и зональным движением атмосферного газа, которые движутся вместе с обгоняющим вращением Титана зональным потоком.

Из верхней части рис. 8 видно, что распределение температуры на высоте 200 км имеет следующие особенности. Максимальные значения температуры около 178 К достигаются в районе экватора, а минимальные значения температуры около 161 К достигаются в районе полюсов. На средних и низких широтах имеются три хорошо заметных максимума в распределении температуры. Из нижней части рис. 8 видно, что распределение температуры на высоте 300 км качественно отличается от ее распределения на высоте 200 км. Видно, что на высоте 300 км в районе экватора достигаются как максимальные значения температуры около 188 К, так и ее минимальные значения около 168 К, а в районе полюсов значения температуры около 180–182 К. На средних и низких широтах имеются три области повышенной температуры, а между ними расположены три области пониженной температуры. Причем две области повышенной температуры и области пониженной температуры расположены на ночной стороне. Такой характер распределения температуры обусловлен динамическим нагревом из-за неоднородности в распределении горизонтальной компоненты ветра.

Также анализ результатов расчетов показал, что распределение температуры на высоте 400 км качественно подобно ее распределению на высоте 300 км, но отличается большим перепадом тем-

пературы. Области повышенной температуры совпадают с областями, где величина горизонтальной компоненты ветра уменьшается по сравнению с соседними областями. Области пониженной температуры совпадают с областями, где величина горизонтальной компоненты ветра достигает наибольших значений. Этот факт указывает на то, что на высоте 400 км динамический нагрев преобладает над радиационным. Распределение температуры на высоте 500 км качественно отличается от ее распределения на высоте 400 км. На высоте 500 км максимальные значения температуры чуть более 150 К достигаются в районе пересечения экватора и полуденного меридиана, а минимальные значения температуры около 133 К достигаются на средних и низких широтах на ночной стороне в интервале долгот от 200° до 230° . В районе полюсов температура находится в пределах 142–146 К. В целом полученное при моделировании распределение температуры согласуется с данными наблюдений (Yelle и др., 1997; Flasar и др., 2005).

Полученная при моделировании максимальная скорость зонального ветра на высотах от 100 до 320 км лежит в пределах 120–128 м/с, а на высотах от 450 до 500 км лежит в пределах 50–60 м/с. Эти значения согласуются с приведенными на рис. 9 результатами измерений (Bird и др., 2005; Kostjuk и др., 2001; 2005; 2010; Livengood, 2006; Luz и др., 2006; Moreno и др., 2005).

Авторами было рассчитано относительное отклонение от гидростатического равновесия на высотах 300 и 500 км в момент времени через 6400 ч после начала моделирования. Это отклонение равно отношению разности между проекциями внешней массовой силы и градиента давления на радиальное направление к абсолютной величине проекции градиента давления на это направление, т.е. вычисляется по формуле $(\rho F_r - \frac{\partial p}{\partial r}) \left| \frac{\partial p}{\partial r} \right|^{-1}$, в которой F_r – проекция ускорения внешних сил на радиальное направление.

Оказалось, что относительное отклонение от гидростатического равновесия на высоте 300 км достигает значений от -0.03 до 0.07 , причем на низких широтах имеются области с горизонтальными размерами 2° – 4° , в которых это отклонение превышает 0.02. На высоте 500 км это отклонение достигает значений от -0.4 до 0.6 , причем на низких широтах имеются области с горизонтальными размерами от 4° до 10° , в которых это отклонение по абсолютной величине превышает 0.2. Представленные результаты моделирования показали, что на высотах 300 км и более на низких широтах в отдельных областях относительное отклонение от гидростатического равновесия достигает нескольких процентов и быстро растет с высотой, достигая на высоте 500 км значений бо-

лее 40%. Наибольшее относительное отклонение от гидростатического равновесия имеет место в областях, где достигаются максимальные по абсолютной величине значения вертикальной компоненты ветра. Таким образом, для получения физически корректных результатов моделирования циркуляции атмосферы Титана на высотах 300 км и более нельзя использовать гидростатическое приближение.

Сопоставление представленной на рис. 1 зависимости зонального ветра от высоты и долготы с данными измерений при посадке зонда *Huygens*, приведенными на рис. 9, показывает, что в диапазоне высот от 0 до 120 км полученная в результате моделирования скорость зонального ветра вне приэкваториальной области не превосходит скорости, измеренной при посадке зонда *Huygens*, а в приэкваториальной области на высотах от 60 до 120 км превосходит измеренную скорость на 20–40 м/с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе представлена новая модель общей циркуляции атмосферы Титана, основанная на численном интегрировании полных уравнений газовой динамики на сетке с высоким пространственным разрешением и предназначенная для изучения структуры и эволюции атмосферных движений в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Эта модель позволяет исследовать мезомасштабные структуры циркуляции, а также различные волновые и колебательные процессы, в частности внутренние гравитационные волны (волны плавучести). Ранее созданные модели общей циркуляции атмосферы Титана, использующие приближение гидростатики, не позволяют исследовать эти волны.

Изложенные в данной работе результаты моделирования показали, что при упрощенном способе расчета нагрева атмосферы Титана излучением, который описан в данной работе, были получены следующие основные закономерности общей циркуляции атмосферы Титана для условий равноденствия.

Первая из них заключается в том, что примерно через 4000 ч физического времени циркуляции атмосферы после начала моделирования устанавливается квазипериодический режим этой циркуляции, на который накладываются различные волновые и колебательные процессы с различными временными масштабами. Амплитуды колебаний и волн становятся заметными, начиная с высот примерно 200 км, и увеличиваются с ростом высоты.

Вторая закономерность заключается в том, что для условий равноденствия были получены зональная суперротация атмосферы Титана и термический прилив на дневной стороне на высотах

12–380 км. На этих высотах имеет место обгоняющий вращение Титана зональный поток, который расширяется и поднимается на дневной стороне и сужается и опускается на ночной стороне. При этом часть атмосферы, в которой имеет место зональная суперротация, ограничена сверху. На высотах 400–450 км скорость зональной суперротации быстро убывает с ростом высоты. На высотах ниже 160 км скорость зональной суперротации достигает максимальных значений 128 м/с вблизи экватора и быстро убывает при удалении от него. На высотах от 200 до 300 км скорость зональной суперротации превышает 100 м/с не только на низких, но и на средних широтах.

Третья закономерность полученной при моделировании общей циркуляции атмосферы Титана заключается в том, что в атмосфере Титана на высотах более 200 км на средних и низких широтах формируется система волн плавучести (внутренних гравитационных волн) и, вследствие этого, возникает существенный вертикальный перенос. При этом величина вертикального ветра на высоте 200 км может превышать 1 м/с, а на высоте 380 км может превышать 5 м/с. При этом наиболее интенсивная вертикальная циркуляция получилась на высотах более 200 км в верхней части слоя атмосферы, в котором имеет место суперротация, и в котором величина зональной компоненты ветра с ростом высоты либо не увеличивается, либо постоянна. В этом слое на низких и средних широтах формируется система волн плавучести с вертикальным и зональным движением атмосферного газа, которые движутся вместе с обгоняющим вращением Титана зональным потоком. В этих волнах вертикальный ветер усиливается с ростом высоты, и его величина может превышать 10 м/с на высотах более 450 км. Отметим, что при отсутствии рельефа поверхности, а также при его наличии, но при горизонтальном разрешении модели грубее 1° получить указанные выше волны плавучести не удалось. В областях, где имеется интенсивная вертикальная циркуляция, имеет место существенное нарушение гидростатического равновесия.

Четвертая закономерность заключается в том, что при моделировании для условий равноденствия в диапазоне высот от 350 до 500 км получились горячие слои, в нижней части которых температура растет с высотой. Эти слои возникают из-за динамического нагрева атмосферного газа при торможении его достаточно быстрых течений.

Отметим, что представленные результаты моделирования для условий равноденствия некорректно во всех деталях сопоставлять с результатами измерений при посадке зонда *Huygens* по причине того, что в момент посадки этого зонда на Титане было лето в южном полушарии, при этом подсолнечная точка находилась на широте 22.52° S.

В этот момент циркуляция атмосферы Титана существенно отличается от циркуляции для условий равновесия.

Представленные в работе рисунки могут быть использованы при интерпретации данных наблюдений, а также при планировании экспериментов по дистанционному зондированию атмосферы Титана с помощью размещенных на околоземной орбите космических телескопов, возможности которых увеличились за последние годы.

Работа И.В. Мингалева и К.Г. Орлова выполнена при поддержке РФФИ, проект 17-01-00100.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белоцерковский О.М., Крагинский Л.М., Опарин А.М. Численное моделирование пространственных течений в стратифицированной атмосфере, вызванных сильными крупномасштабными возмущениями // Журн. вычислит. математ. и математ. физ. 2003. Т. 43. № 11. С. 1744–1758.
- Изаков М.Н. КА Venus Express: подтверждение присутствия турбулентности в атмосфере Венеры // Астрон. вестн. 2010а. Т. 44. № 2. С. 99–107. (Izakov M.N. Venus Express: the presence of turbulence in the mesosphere of Venus is confirmed // Sol. Syst. Res. 2010a. V. 44. № 2. P. 87–95.)
- Изаков М.Н. Диссипация волн плавучести и турбулентность в атмосфере Венеры // Астрон. вестн. 2010б. Т. 44. № 4. С. 1–12. (Izakov M.N. Dissipation of buoyancy waves and turbulence in the atmosphere of Venus // Sol. Syst. Res. 2010b. V. 44. № 6. P. 475–486.)
- Колесниченко А.В., Маров М.Я. Турбулентность многокомпонентных сред. М.: МАИК “Наука”, 1998. 336 с.
- Мингалева В.С., Мингалева И.В., Мингалева О.В., Опарин А.М., Орлова К.Г. Обобщение монотонной гибридной схемы второго порядка для уравнений газовой динамики на случай нерегулярной пространственной сетки // Журн. вычислит. математ. и математ. физ. 2010. Т. 50. № 5. С. 923–936.
- Мингалева И.В., Мингалева В.С. Модель общей циркуляции нижней и средней атмосферы Земли при заданном распределении температуры // Математическое моделирование. 2005. Т. 17. № 5. С. 24–40.
- Мингалева И.В., Мингалева В.С., Мингалева О.В., Каземинеджад Б., Ламмер Х., Бирнат Х.К., Лихтенегер Х.И.М., Швингеншю К., Рукер Х.О. Численное моделирование циркуляции атмосферы Титана: интерпретация измерений зонда Huygens // Космич. исслед. 2009. Т. 47. № 2. С. 134–145.
- Мингалева И.В., Родин А.В., Орлова К.Г. Негидростатическая модель общей циркуляции атмосферы Венеры // Астрон. вестн. 2012. Т. 46. № 4. С. 282–296. (Mingalev I.V., Rodin A.V., Orlov K.G. A nonhydrostatic model of the global circulation of the atmosphere of Venus // Sol. Syst. Res. 2012. V. 46. № 4. P. 263–277.)
- Мингалева И.В., Родин А.В., Орлова К.Г. Численное моделирование общей циркуляции атмосферы Венеры. Влияние рельефа поверхности и режима нагрева излучением // Астрон. вестн. 2015. Т. 49. № 1. С. 27–45. (Mingalev I.V., Rodin A.V., Orlov K.G. Numerical Simulations of the Global Circulation of the Atmosphere of Venus: Effects of Surface Relief and Solar Radiation Heating // Sol. Syst. Res. 2015. V. 49. № 1. P. 24–42.)
- Обухов А.М. Турбулентность и динамика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 413 с.
- Опарин А.М. Численное моделирование проблем, связанных с интенсивным развитием гидродинамических неустойчивостей // Новое в численном моделировании: алгоритмы, вычислительный эксперимент, результаты. М.: Наука, 2000.
- Четверушкин Б.Н., Мингалева И.В., Орлова К.Г., Четчин В.М., Мингалева В.С., Мингалева О.В. Газодинамическая модель общей циркуляции нижней и средней атмосферы Земли // Математическое моделирование. 2017. Т. 29. № 8. С. 59–73.
- Bird M.K., Allison M., Asmar S.W., Atkinson D.H., Avruch I.M., Dutta-Roy R., Dzierma Y., Edenhofer P., Folkner W.M., Gurvits L.I., Johnston D.V., Plettemeier D., Pogrebenko S.V., Preston R.A., Tyler G.L. The vertical profile of winds on Titan // Nature. 2005. V. 438. P. 800–802.
- Flasar F.M. The dynamic meteorology of Titan // Planet. and Space Sci. 1998. V. 46. P. 1125–1147.
- Flasar F.M., Achterberg R.K., Conrath B.J., Gierasch P.J., Kunde V.G., Nixon C.A., Bjoraker G.L., Jennings D.E., Romani P.N., Simon-Miller A.A., Bezdard B., Coustenis A., Irwin P.G.J., Teanby N.A., Brasunas J., Pearl J.C., Segura M.E., Carlson R.C., Mamoutkine A., Schinder P.J., Barucci A., Courtin R., Fouchet T., Gautier D., Lellouch E., Marten A., Prangé R., Vinatier S., Strobel D.F., Calcutt S.B., Read P.L., Taylor F.W., Bowles N., Samuelson R.E., Orton G.S., Spilker L.J., Owen T.C., Spencer J.R., Showalter M.R., Ferrari C., Abbas M.M., Raulin F., Edgington S., Ade P., Wishnow E.H. Titan’s atmospheric temperatures, winds, and composition // Science. 2005. V. 308(5724). P. 975–978.
- Golitsyn G.S. Another look at atmospheric dynamics on Titan and some of its general consequences // Icarus. 1975. V. 24. P. 70–75.
- Hourdin F., Talagrand O., Sadourny R. Numerical simulation of the general circulation of the atmosphere of Titan // Icarus. 1995. V. 117. P. 358–374.
- Kostiuk T., Fast K.E., Livengood T.A., Hewagama T., Goldstein J.J., Espenak F., Buhl D. Direct measurement of winds on Titan // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. № 12. P. 2361–2364.
- Kostiuk T., Hewagama T., Fast K.E., Livengood T.A., Annen J., Buhl D., Sonnabend G., Schmulling F., Delgado J.D., Achterberg R. High spectral resolution infrared studies of Titan: Winds, temperature and composition // Planet. and Space Sci. 2010. V. 58. P. 1715–1723. [10.1016/2010.08.004]
- Kostiuk T., Livengood T., Hewagama T., Sonnabend G., Fast K.E., Murakawa K., Tokunaga A.T., Annen J., Buhl D., Schmulling F. Titan’s stratospheric zonal wind, temperature and ethane abundance a year prior to Huygens insertion // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32: L22205. [10.1029/2005GL023897]
- Lebonnois S., Burgalat J., Rannou P., Charnay B. Titan global climate model: A new 3-dimensional version of the

- IPSL Titan GCM // *Icarus*. 2012. V. 218. P. 707–722.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.11.032>
- Livengood T.A., Kostiuik T., Sonnabend G., Annen J.N., Fast K.E., Tokunaga A., Murakawa K., Hewagama T., Schmulling F., Schieder R.* Stratospheric zonal winds on Titan at the time of Huygens decent // *J. Geophys. Res.-Planets*. 2006. V. 111: E11S90. [10.1029/2005JE002669]
- Lora J.M., Lunine J.I., Russell J.L.* GCM simulations of Titan's middle and lower atmosphere and comparison to observations // *Icarus*. 2015. V. 250. P. 367–377.
- Lorenz R.D., Stiles B.W., Aharonson O., Lucas A., Hayes A.G., Kirk R.L., Zebker H.A., Turtle E.P., Neish C.D., Stofan E.R., Barnes J.W.* A global topographic map of Titan // *Icarus*. 2013. V. 225. Iss. 1. P. 516–528.
- Luz D., Civeit T., Courtin T., Lebreton J.-P., Gautier D., Wittasse O., Kaufer A., Ferr F., Lara L., Livengood T., Kostiuik T.* Characterization of zonal winds in the stratosphere of Titan with UVES. II. Observations coordinated with the Huygens probe entry // *J. Geophys. Res.-Planets*. 2006. V. 111: E08S90. [10.1029/2005JE002617]
- Mingalev I.V., Mingalev V.S., Mingalev O.V., Kazeminejad B., Lammer H., Biernat H.K., Lichtenegger H.I.M., Schwinghammer K., Rucker H.O.* First simulation results of Titan's atmosphere dynamics with a global 3-D non-hydrostatic circulation model // *Ann. Geophys.* 2006. V. 24. № 8. P. 2115–2129. Sref-ID: 1432-0576/ag/2006-24-2115.
- Moreno R., Marten A., Hidayat T.* Interferometric measurements of zonal winds on Titan // *Astron. and Astrophys.* 2005. V. 437. P. 319.
- Newmana C.E., Lee C., Lian Y., Richardson M.I., Toigo A.D.* Stratospheric superrotation in the TitanWRF model // *Icarus*. 2011. V. 213. P. 636–654.
- Tokano T.* Wind-induced equatorial bulge in Venus and Titan general circulation models: Implication for the simulation of superrotation // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 4538–4543.
<https://doi.org/10.1002/grl.50841>
- Tomasko M.G., Archinal B., Becker T., Bezard B., Bushroee M., Combes M., Cook D., Coustenis A., de Bergh C., Dafoe L.E., Doose L., Doute S., Eibl A., Engel S., Gliem F., Grieger B., Holso K., Howington-Kraus E., Karkoschka E., Keller H.U., Kirk R., Kramm R., Kuppers M., Lanagan P., Lellouch E., Lemmon M., Lunine J., McFarlane E., Moores J., Prout G.M., Rizk B., Rosiek M., Rueffer P., Schroder S.E., Schmitt B., See C., Smith P., Soderblom L., Thomas N., West R.* Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface // *Nature*. 2005. V. 438. P. 765–778.
- Yelle R.V., Lellouch E., Gautier D., Strobel D.F.* Engineering models for Titan's atmosphere // *Huygens Science Payload and Mission. Eur. Space Agency Sci. Tech. Rep.* 1997. ESASP-1177. P. 243–256.